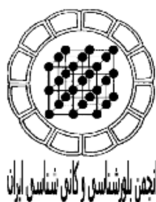
مجله بلورشناسی و کانی‌شناسی ایران

سال بیست و سوم، شمارهٔ چهارم، زمستان ۹۴، از صفحهٔ ۷۵۹ تا ۷۷۴



سنگ‌نگاری، ژئوشیمی و شیمی کانی‌های استوک پورفیری استرقان، خاروانا، آذربایجان شرقی

رسول فردوسی*، علی اصغر کلاگری، محمد رضا حسین زاده، کمال سیاه چشم

گروه علوم زمین، دانشکده علوم طبیعی، دانشگاه تبریز، تبریز ۵۱۶۶۶، ایران

(دریافت مقاله: ۹۳/۱۰/۱۵ ، نسخه نهایی: ۹۴/۱/۲۵)

چکیده: ذخیره مس- طلای استرقان در ۵۰ کیلومتری شمال تبریز، جنوب شرقی خاروانا در استان آذربایجان شرقی، قرار گرفته است. مهم‌ترین واحدهای سنگ شناختی منطقه توده‌های نفوذی به فرم استوک (الیگومیوسن) و توالی سنگ‌های فلیش گونه مرکب از سنگ آهک، ماسه سنگ آهکی و مارن (پالئوسن- ائوسن) هستند. ترکیب پلاژیوکلازها از الیگوکلاز تا آندزین متغیر بوده و پتاسیم فلدسپارها بیشتر ارتوز هستند. آمفیبول‌ها بیشتر از نوع کلسیک بوده و ترکیب شیمیایی آن‌ها در گستره‌ی مگنزیوهستینگزیت تا ادنیت قرار می‌گیرد. این توده ازگرانیت‌های نوع I، پر آلومینوس و به گروه آهکی قلیایی با پتاسیم بالا و شوشونیتی که به قوس‌های آتشفشانی پسابرخوردی وابسته‌اند. غنی شدگی در عناصر La، Nd، Rb، U، Pb، Zr، Cs و P و تهی شدگی در عناصر Nb، Ta، Pr و Ce مشاهده می‌شود، و LREE نسبت به HREE غنی‌شدگی نشان می‌دهند. بررسی‌های ریزپردازش الکترونی کانه‌ها، حضور طلای طبیعی همراه با کانی‌های سولفیدی (استیبنیت و تتراهدریت) و رگچه‌های کوارتزی را ثابت می‌کنند. بیشترین محتوای طلا در شبکه، سولفوسالت‌ها و کانه‌های سولفیدی با دمای پایین نظیر استیبنیت است. حضور مقادیر بالای عناصر ردیاب طلا نظیر Sb، Hg، Bi و As در کانه‌های منطقه‌ی مورد بررسی، با هاله‌های ژئوشیمیایی این عناصر همخوانی دارد که نشان دهنده‌ی تشکیل این کانه‌ها در دمای پائین است.

واژه‌های کلیدی: *سنگ‌نگاری؛ ژئوشیمی؛ شیمی کانی‌ها؛ شیمی کانه‌ها؛ استرقان؛ آذربایجان شرقی.*

مقدمه

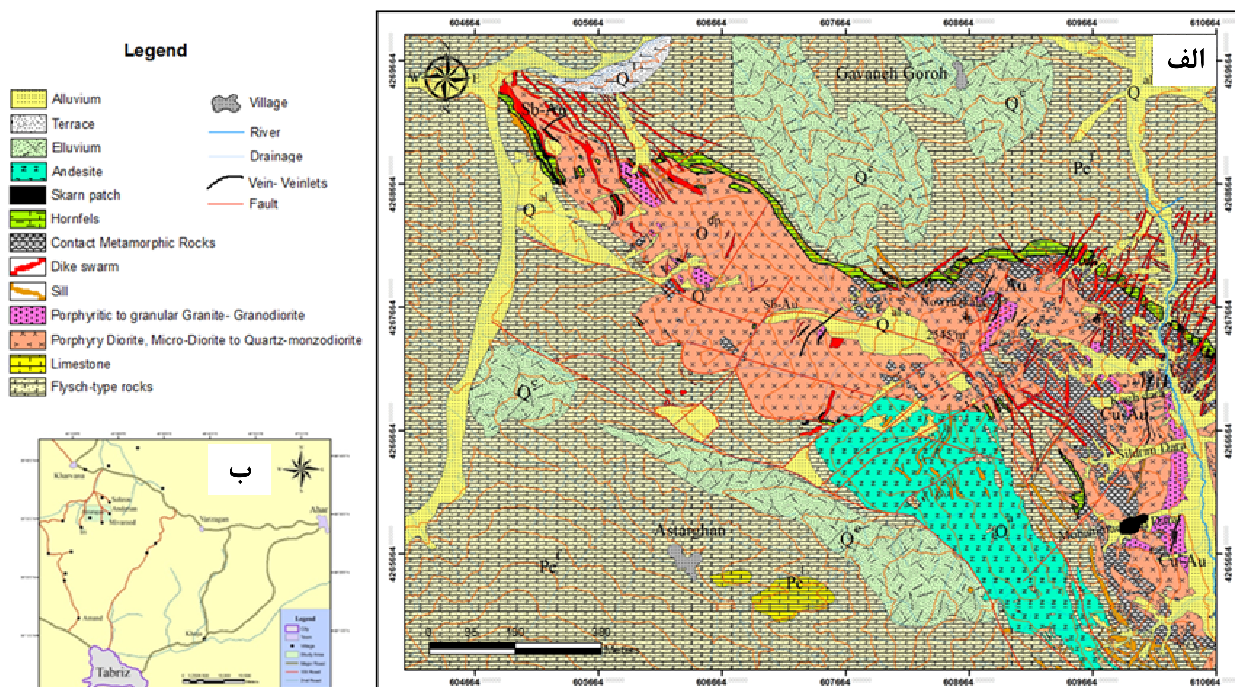
منطقه‌ی فلززایی ارسباران بواسطه‌ی برونزدهای گسترده سنگ‌های رسوبی فیلیشی پالئوسن و سنگ‌های آتشفشانی و پلوتونیک ائوسن- میوسن شناخته می‌شود. کانسارهای Cu-Mo پورفیری (و کانسارهای Pb-Zn-Ag-Au همراه آن‌ها) در این منطقه بیشتر در گرانیتوئیدهای نوع I گسترش یافته‌اند و عموماً با سمت اقیانوسی محل فرورانش و منطقه‌های پسابرخوردی وابسته هستند [۱-۳]. منطقه‌ی مورد بررسی بخشی از منطقه‌ی فلززایی ارسباران را تشکیل می‌دهد. در این مقاله سعی شده است تا با بررسی‌های سنگ‌نگاری، ژئوشیمی و بررسی‌های ریز پردازش الکترونی (Electron Probe Micro-analysis) به ویژگی‌های سنگ‌شناسی و زمین‌ساختی، کانی-شناختی و دیگر جنبه‌های زمین‌شناختی استوک پورفیری استرقان پرداخته شود.

زمین‌شناسی عمومی منطقه‌ی مورد بررسی

منطقه‌ی استرقان در ۵۰ کیلومتری شمال تبریز بین عرض‌های شمالی ″۲۲ ′۳۱ °۳۸ تا ″۴۹ ′۳۵ °۳۸ و طول‌های شرقی ″۱۶ ′۱۱ °۴۶ تا ″۲۰ ′۱۸ °۴۷ قرار دارد. این منطقه بخشی از منطقه‌ی زمین‌ساختی البرز–آذربایجان بوده و در جنوب

*نویسنده مسئول، تلفن: ۰۹۱۴۹۱۳۲۵۵۷، نمابر: ۳۳۳۹۲۷۰۳ (۰۴۱)، پست الکترونیکی: R_ferdosi@tabrizu.ac.ir

ورقه‌ی ۱:۱۰۰۰۰۰ سیه رود واقع شده است. از بررسی‌های مقدماتی انجام گرفته پیرامون منطقه‌ی استرقان علاوه، بر اجرای چندین طرح پروژه پی‌جویی از سوی شرکت منطقه‌ای معادن آذربایجان (زرین داغ آستارکان)، می‌توان به بررسی‌های [۴] در زمینه‌ی زمین شناسی، ژئوشیمی و تعیین شکل‌گیری احتمالی منطقه میوه رود، همچنین [۵] در مورد بررسی سنگ-شناسی و ژئوشیمی سنگ‌های آذرین و دگرگونی منطقه‌ی میوه رود (شرق خاروانا) و بررسی‌های [۶] در مورد زمین‌شناسی اقتصادی، منطقه‌های دگرسانی و کانه‌زایی وراگرمایی بوزلوخ-قره داش، در قالب پایان‌نامه کارشناسی‌ارشد اشاره کرد. بر اساس بررسی‌های زمین‌شناسی انجام گرفته، واحدهای اصلی در منطقه شامل واحدهای رسوبی (فیلیشی) پالئوسن - ائوسن، واحدهای آذرین شامل مواد معدنی پورفیری، دایک‌ها و سیل‌ها و گدازه‌ها، واحدهای دگرگونی شامل متاسوماتیت‌ها، هورنفلس و نهشته‌های کواترنر هستند (شکل ۱). قدیمی‌ترین واحد سنگی، شامل یک رشته فیلیشی (فلیشوئیدی) از ماسه سنگ آهکی تا آهک ماسه‌ای، همراه با میان لایه‌هایی از سیلتستون، شیل و مارن به سن پالئوسن- ائوسن هستند. این رسوب ها تحت تأثیر فاز کوهزایی پیرنین به شدت دستخوش چین خوردگی شده و طاقدیس‌ها و ناودیس‌های متعددی به وجود آورده‌اند. واحدهای سنگی آذرین شامل یک توده‌ی نفوذی نیمه عمیق با بافت پورفیری تا دانه‌ای و ترکیب مودال گرانودیوریتی - میکرو دیوریتی تا مونزودیوریتی هستند. با توجه به روابط چینه شناختی در خاروانا و توده‌های مشابه در مناطق مجاور، می‌توان سنی معادل الیگوسن را برای این توده‌ی نفوذی در نظر گرفت. دایک‌ها پس از توده‌ی نفوذی از مهمترین تظاهرات آذرین در منطقه بوده و ترکیب غالب میکرو دیوریت و میکرو هورنبلند دیوریت نشان می‌دهند. نفوذ این توده نفوذی و دایک-ها و سیل‌های مرتبط با آن، سبب دگرگونی مجاورتی و دگرنهادی گسترده‌ای در سنگ میزبان و ایجاد زون‌های متاسوماتیتی شامل اندو اسکارن محدود در داخل توده و اگزواسکارن گسترده پیرامون برخوردگاه شده است. کانی سازی فلزات پایه و گرانبها در منطقه، بیشتر به‌صورت رگه- رگچه‌ای، داربستی، شکافه پرکن و پراکنده در داخل توده‌ی نفوذی رخ داده است.



شکل ۱ نقشه‌ی زمین‌شناسی منطقه (الف) و راه‌های دسترسی به منطقه‌ی مورد بررسی (ب).

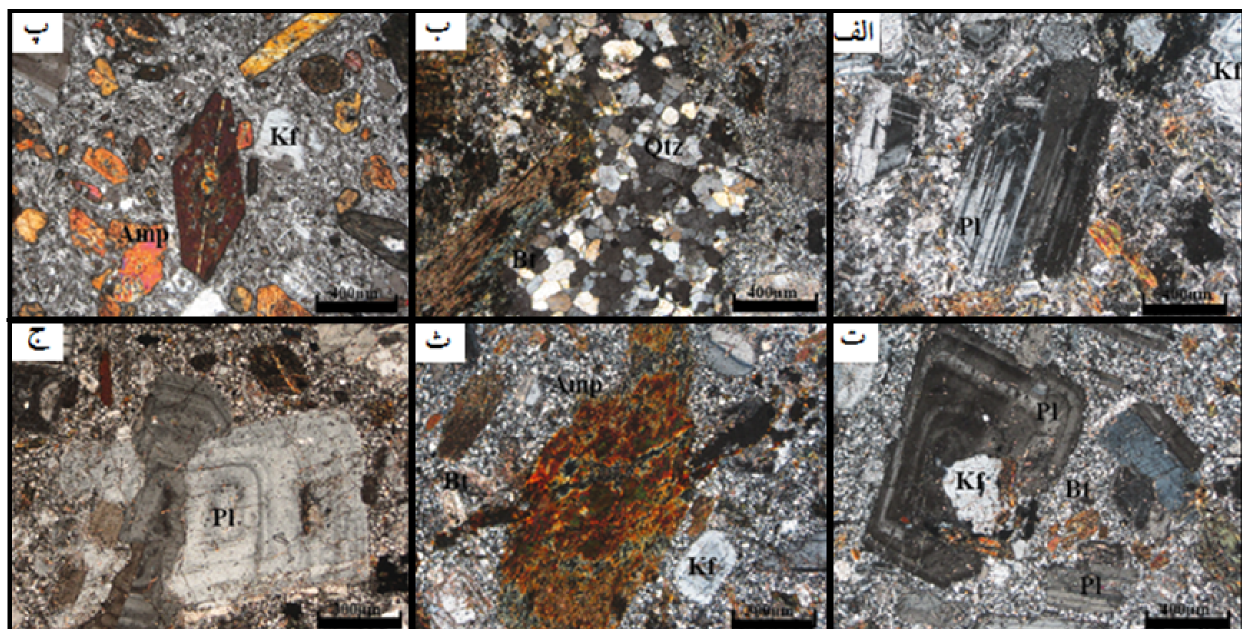
روش بررسی

بررسی‌های صحرائی شامل تهیه‌ی نقشه‌های زمین‌شناسی از گستره‌ی مورد بررسی همراه با نمونه‌برداری از سنگ‌های میزبان، منطقه‌های دگرسانی و کانی‌سازی‌ها هستند. در بررسی‌های آزمایشگاهی نخست با تهیه و بررسی ۵۰ مقطع نازک از نمونه‌های سنگی دگرسان و غیر دگرسان و ۷۵ مقطع صیقلی از رگه‌های کانیایی برای بررسی‌های سنگ‌نگاری و کانی‌نگاری آغاز شد. تعداد ۱۲ نمونه از استوک پورفیری برای بررسی‌های ژئوشیمی سنگ کل انتخاب و عناصر اصلی، فرعی و کمیاب آن‌ها به روش ICP- ES و ICP-MS در آزمایشگاه ACME ونکوور کانادا، واکاوی شدند. برای شناسایی ترکیب شیمیایی دقیق کانی‌ها و کانه‌ها پس از بررسی‌های سنگ‌نگاری و کانی‌نگاری، ۸ مقطع صیقلی و نازک- صیقلی از نمونه‌های غیر دگرسان توده‌ی نفوذی و رگه- رگچه‌های کانی‌ساز با استفاده از ریز پردازش الکترونی EPMA مدل SX100 و مجهز به سیستم EDS (Energy Dispersive Spectrum) ساخت شرکت Cameca فرانسه (۱۹۹۴) و در شرایط 20kev و 30nA، 20kev و 10nA و 20kev و 20nA و قطر پرتو 5µm در مرکز تحقیقات و فرآوری مواد معدنی مورد بررسی ریزپردازشی قرار گرفتند.

بحث و بررسی

سنگ نگاری

توده‌های پورفیری استرقان از نظر سنگ‌شناسی طیفی از کوارتز مونزونیت، گرانودیوریت و کوارتز مونزودیوریت را تشکیل شده است. گرانودیوریت که بخش بیشتر توده را تشکیل می‌دهد، ترکیبی نسبتاً همگن از پلاژیوکلاز، کوارتز، بیوتیت و فلدسپار قلیایی است. پلاژیوکلاز به‌صورت شکل‌دار تا نیمه شکل‌دار بوده و حدود (۵۰-۳۰٪) سنگ را تشکیل داده و در اثر دگرسانی به کانی‌های رسی تبدیل شده است (شکل ۲، الف). کوارتز ۲۰٪ تا ۳۵٪ به صورت بی‌شکل و ریز دانه تا میان دانه است. ارتوز حدود (۱۵-۸٪) حجمی سنگ را تشکیل می‌دهد که اغلب در متن سنگ حضور دارد که به کانی‌های رسی دگرسان شده‌اند. بیوتیت (۱۰-۵٪) به‌صورت میان‌دانه و نیمه شکل‌دار بوده و تحت تاثیر دگرسانی گرمابی به کلریت و اکسیدهای آهن تجزیه شده است. روتیل، هورنبلند و کانی‌های فرعی کدر را در این سنگ‌ها تشکیل می‌دهند. بافت غالب این سنگ‌ها پورفیری با خمیره‌ی فانریتیک است.



شکل ۲ تصاویر میکروسکوپی از واحدهای آذرین منطقه‌ی استرقان (Xpl). الف) فنوکریست پلاژیوکلاز به همراه پتاسیم فلدسپار و بیوتیت در واحد گرانودیوریتی. ب) رگچه‌ی سیلیسی با درشت بلور بیوتیت دگرسان شده به کلریت در واحد کوارتز مونزونیت. پ) انباشت بلورهای آمفیبول به همراه پتاسیم فلدسپار. ت) پتاسیم فلدسپار در داخل پلاژیوکلاز در زمینه‌ای از کوارتز ریزدانه. ث) درشت بلور آمفیبول به همراه پتاسیم فلدسپار. ج) بلورهای پلاژیوکلاز در واحد میکرودیوریتی. (Pl=پلاژیوکلاز ؛ Amp = آمفیبول؛ Qtz =کوارتز؛ Kf = آلکالی فلدسپار؛ Bt = بیوتیت).

کوارتز مونزونیت بیشتر در بخش جنوبی منطقه به صورت خانواده‌های کوچک و پراکنده دیده می‌شود. کانی‌های اصلی شامل پلاژیوکلاز، فلدسپار پتاسیم، کوارتز و کلینوپیروکسن هستند. پلاژیوکلاز (۵۵-۳۵٪) هم به صورت درشت بلورهای شکل‌دار تا نیمه شکل‌دار و هم در زمینه‌ی سنگ با اندازه‌های متوسط تا ریز قرار دارند. این سنگ‌ها بیشتر در محل رگه‌های سیلیسی و شکستگی‌ها دستخوش دگرسانی فیلیک و آرژیلیک شده‌اند. فلدسپار پتاسیم (۵۵-۳۵٪) به صورت درشت بلورهای شکل‌دار تا نیمه‌شکل‌دار و نیز در زمینه‌ی سنگ با ابعاد متوسط تا ریز قرار دارند و اغلب به‌صورت میکروپرتیت هستند و بیشتر به کانی‌های رسی و سرسیت دگرسان شده‌اند. کوارتز (۱۵-۵٪) به‌صورت بی‌شکل و رگچه‌ای فضای بین کانی‌ها را پر کرده است (شکل ۲، ب). کلینوپیروکسن (۱۰-۵٪) به‌صورت درشت بلورهای نیمه‌شکل‌دار تا بی‌شکل در نمونه‌ها حضور دارد که به بیوتیت، کدر، آمفیبول و کلریت دگرسان شده است. کانی‌های فرعی شامل آمفیبول، بیوتیت، تیتانیت، روتیل با رشد شعاعی (در درون کوارتز) حضور دارند کدر هستند. بافت پورفیری با زمینه‌ی ریز دانه، و دانه‌ای در این سنگ‌ها مشاهده می‌شود.

کوارتز مونزودیوریت به‌صورت توده‌ای با حاشیه‌ی نامشخص در درون گرانودیوریت دیده شدند. کانی‌های اصلی عبارتند از پلاژیوکلاز، فلدسپارپتاسیم و کوارتز. پلاژیوکلاز (۷۰-۵۵٪) به صورت درشت بلورهای شکل‌دار است که در اثر دگرسانی به سریسیت و کانی‌های رسی تبدیل شده است. فلدسپارپتاسیم (۲۵-۲۰٪) به‌صورت درشت بلورهای شکل‌دار تا نیمه شکل‌دار حضور داشته و بیشتر به کانی‌های رسی دگرسان شده‌اند (شکل ۲، ت). کوارتز (۱۵-۱۰٪) به صورت بی‌شکل، فضای بین کانی‌ها را پر کرده است. کانی‌های فرعی عبارتند از: بیوتیت، اوژیت، کدر، تورمالین و هورنبلند. کلریت، بیوتیت، کانی‌های رسی، سریسیت و اپیدوت از جمله کانی‌های ثانویه بوده و بافت کلی سنگ پورفیری با زمینه‌ی ریز دانه‌ای است. توده‌ی گرانیتوئیدی استرقان به وسیله‌ی دایک‌های کوارتز دیوریتی و میکرودیوریتی قطع گردیده است. سنگ‌های مربوط به دایک‌ها از نظر کانی‌شناسی و ترکیبی شباهت زیادی با استوک پورفیری داشته و در نمونه‌های دستی به رنگ خاکستری متمایل به سبز (متأثر از دگرسانی پروپیلیتیک) دیده می‌شوند. آمفیبول، پلاژیوکلاز، کوارتز به‌عنوان کانی‌های اصلی و کلسیت، کلریت، اپیدوت و کدر به‌صورت کانی‌های فرعی دراین سنگ‌ها حضور دارند (شکل ۲، ث و ج). دسته سیل‌ها از نظر ترکیبی شامل تراکی آندزیت، هورنبلند آندزیت و گاهی داسیت هستند و دستخوش دگرسانی پروپیلیتیک شده‌اند. کانه‌های بررسی شده عبارتند از پیریت (۱۵-۵٪)، کالکوپیریت (۲۵-۵٪)، استیبنیت (۳۵-۵٪)، والنتینیت (۱۰-۰٪)، سینابار (۵-۰٪)، طلا (۲-۰٪) و مس طبیعی (۵-۰٪)، تتراهدریت (۳۵-۵٪)، تنانتیت (۵-۰٪)، آرسنوپیریت (۵-۰٪) و بورنیت (۱۰-۵٪).

ژئوشیمی توده‌ی پورفیری

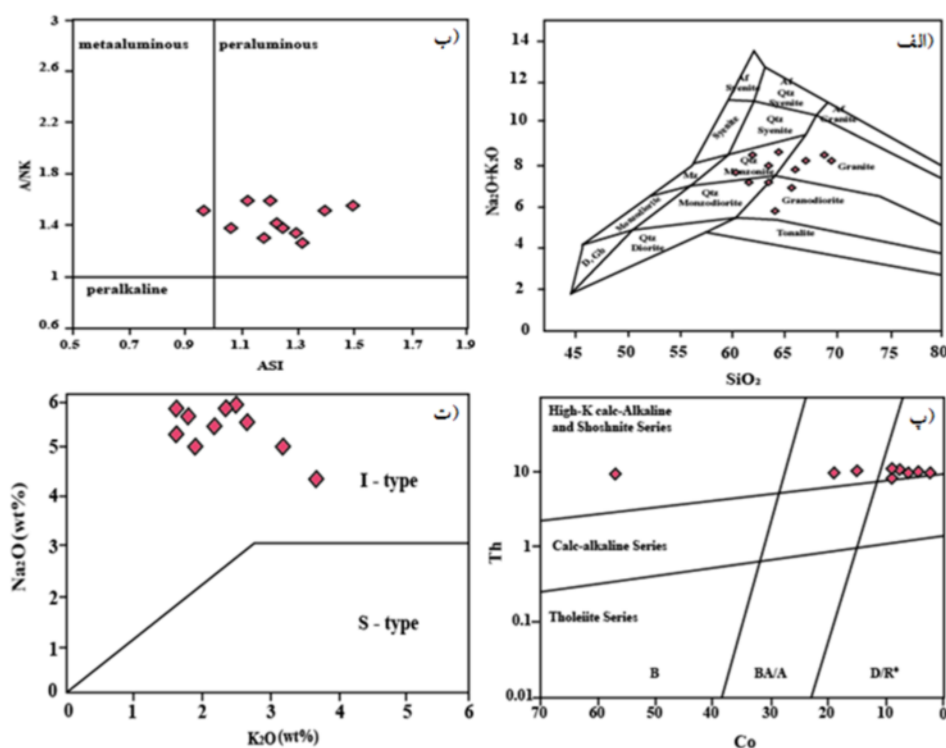
نتایج آنالیز شیمیایی نمونه‌های وابسته به استوک پورفیری استرقان در جدول (۱) ارائه شده‌اند. به منظور رده بندی نمونه‌های وابسته به این توده از، نمودار [۷] استفاده شد. چنانکه مشاهده می‌شود نمونه‌های مورد آنالیز در گستره‌های کوارتز مونزونیت، گرانیت، کوارتز مونزودیوریت و گرانودیوریت قرار می‌گیرند (شکل ۳، الف). سنگ‌های مورد بررسی در نمودار تغییرات نسبت‌های مولکولی $Al_2O_3/Na_2O + K_2O$ در برابر $Al_2O_3/Na_2O + K_2O + CaO$ (A/CNK vs. A/NK)، [۸] بیشتر در قلمرو سنگ‌های پرآلومینیوس واقع می‌شوند (شکل۳، ب). در نمودار Co نسبت به Th [۹] که از عناصر غیر متحرک استفاده شده است، تمامی نمونه‌ها در گستره‌ی آهکی- قلیایی با پتاسیم بالا و شوشونیتی قرار گرفته‌اند (شکل۳، پ)، بنابراین می‌توان گفت که ماگمای مولد سنگ‌های توده‌ی نفوذی استرقان دارای سرشت آهکی- قلیایی با پتاسیم بالا و شوشونیتی هستند. به منظور جدایش این دو گونه‌ی گرانیتوئیدی از یکدیگر، از نمودارهای $K/Rb-SiO_2$ و K_2O نسبت به Na_2O استفاده شده است (شکل ۳، ت). بر اساس نمودارها، نمونه‌های خانواده‌ی پورفیری در گستره‌ی گرانیتوئیدهای نوع I قرار گرفته و جزء ماگماهای نسبتاً تحول یافته هستند [۱۰].

الگوی غنی‌شدگی نمونه‌های وابسته به خانواده استرقان از عناصر LREE به سمت MREE و HREE کاهش نشان می‌دهند [۱۱]، (شکل ۴، الف). بالا بودن نسبت LREE/HREE، نشان دهنده‌ی بالا بودن نسبت CO_2/H_2O در خاستگاه، عمق بیشتر تولید ماگما و یا احتمالاً خاستگاه گارنت لرزولیتی است. غنی شدگی Eu نیز نتیجه‌ی انباشت فلدسپار است [۱۲]. با توجه به اینکه حمل کننده‌ی Eu فلدسپارها هستند، این تغییرات ممکن است با درجه‌ی تجزیه‌ی این کانی‌ها در ارتباط باشد و بی‌هنجاری مثبت Eu با مرحله‌ی اولیه دگرسانی سنگ‌ها در شرایط اسیدی سازگار است [۱۳] همچنین بهنجاری مثبت Eu می‌تواند نشان دهنده‌ی شاره‌های با ماهیت اسیدی با دمای بالا باشد [۱۴]. نمونه‌های سنگی توده‌ی نفوذی استرقان نسبت به مقادیر گوشته‌ی اولیه [۱۵] بهنجار شده‌اند

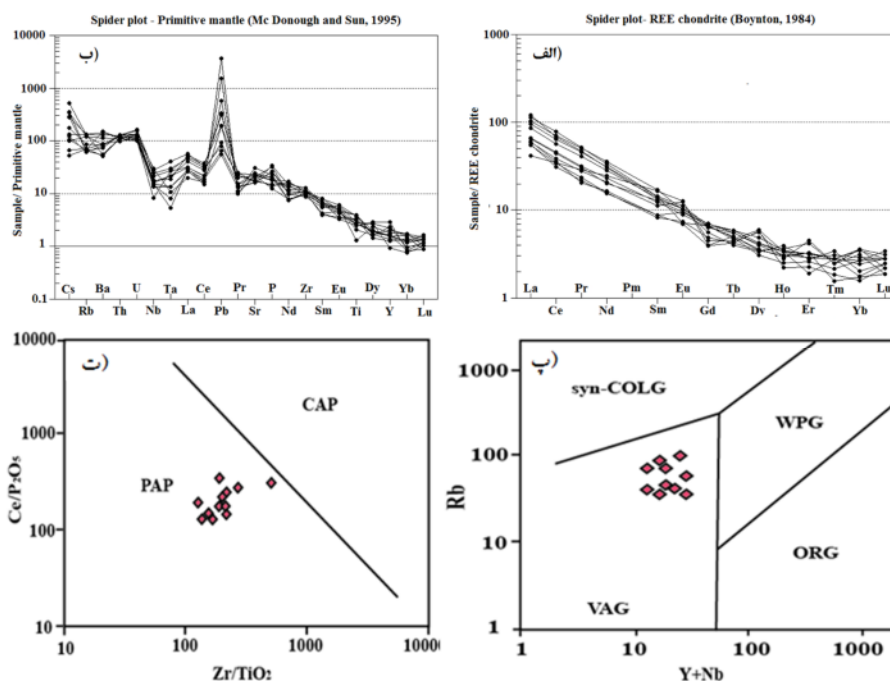
(شکل ۴، ب). به طور کلی در این نمودار، غنی شدگی در عناصری نظیر La، Nd، Rb، U، Pb، Zr، Cs و P و تهی شدگی در عناصری نظیر Ta,Nb، Pr و Ce مشاهده می‌شود. غنی شدگی Rb، یکی از شاخص‌های اصلی گرانیت‌های برخوردی و پسا برخوردی است و نشانگر این است که توده‌های یاد شده در پوسته‌ی قاره‌ای با ضخامت متوسط تا زیاد جایگیری کرده و از فرایند آلایش پوسته‌ای متأثر شده‌اند [۱۶].

جدول ۱ نتایج آنالیز ژئوشیمیایی نمونه‌های مربوط به خانواده‌ی پورفیری استرقان به روش ICP- MS و ICP- ES. (qmz=کوارتزمونزونیت ؛ gd= گرانودیوریت؛ qmzd =کوارتزمونزودیوریت).

Oxide	AST-1 (qmz)	AST -2 (gd)	AST -3 (gd)	AST-4 (gd)	AST-5 (qmz)	AST-6 (qmz)	AST -7 (qmz)	AST -8 (gd)	AST -9 (gd)	AST -10 (qmzd)	AST -11 (qmzd)	AST -12 (gd)
SiO_2	۶۰/۲	۶۳/۳	۶۹/۲۶	۶۳/۲	۶۸/۷۵	۶۳/۸۸	۶۴/۱۹	۶۱/۹۱	۶۵/۶۷	۶۶/۷۶	۶۶/۱	۶۱/۶۹
TiO_2	۰/۷۹	۰/۶۸	۰/۴۱	۰/۵۷	۰/۵۳	۰/۶۴	۰/۵۴	۰/۷۹	۰/۲۶	۰/۵	۰/۴۹	۰/۷۴
Al_2O_3	۱۷/۵۲	۱۷/۱۳	۱۶/۸۲	۱۶/۳۱	۱۶/۸۹	۱۸/۹۷	۱۷/۰۱	۱۷/۹۶	۱۷/۴	۱۷/۹۳	۱۶/۶	۱۷/۴۱
Fe_2O_3	۳/۶۲	۳/۲۷	۱/۸۳	۳/۳۱	۱/۸۸	۲/۵۶	۳/۹	۴/۲۸	۲/۹۲	۲/۳۵	۲/۵۳	۲/۶۵
MnO	۰/۰۱	۰/۰۸	۰/۰۲	۰/۰۵	۰/۰۱	۰/۰۳	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۴	۰/۰۲	۰/۰۱	۰/۰۷
MgO	۳/۹۵	۳/۱۱	۰/۹۸	۳/۵۲	۰/۹۵	۰/۸۱	۲/۲۴	۱/۸۴	۰/۴۳	۱/۰۹	۲/۷۸	۳/۹۶
CaO	۴/۰۵	۲/۸۷	۰/۹۳	۲/۱۸	۰/۶۷	۰/۷۵	۱/۰۳	۰/۹	۰/۱۳	۰/۴۸	۱/۱۲	۲/۲۸
Na_2O	۵/۹	۵/۲۷	۵/۹۸	۵/۸۴	۵/۹۷	۳/۶۳	۶/۲۹	۵/۲۴	۲/۹۱	۴/۵۶	۶/۲	۵/۵۹
K_2O	۱/۷۳	۱/۸۸	۲/۲۶	۲/۱۱	۲/۶	۲/۲	۲/۳۷	۳/۱۵	۳/۹۵	۳/۶۴	۱/۵۹	۱/۵۸
P_2O_5	۰/۷	۰/۴۷	۰/۳۸	۰/۵۴	۰/۴۱	۰/۳۱	۰/۳۷	۰/۶۶	۰/۲۹	۰/۲۶	۰/۴۲	۰/۵۳
LOI	۱/۴۵	۱/۹۵	۲/۱۴	۲/۳۶	۱/۳۶	۲/۲۶	۱/۹۶	۳/۲۷	۲/۴۹	۲/۴۲	۲/۲۱	۳/۲
Total	۹۹/۹۹	۹۹/۹۳	۱۰۰/۹۹	۹۹/۹۴	۱۰۰/۰۱	۹۶/۰۱	۹۹/۹	۱۰۰	۹۶/۴۵	۹۹/۹۹	۱۰۰/۰۴	۹۹/۶۳
Ba	۵۵۰	۵۳۶/۸	۸۵۴/۶	۵۴۷/۹	۵۸۵/۷	۹۵۳/۷	۳۴۳/۶	۷۵۳/۷	۳۶۷/۷	۳۵۵/۸	۹۹۶/۸	۴۹۱/۲
Rb	۵۱/۶	۳۷/۱	۷۹/۳	۷۴/۲	۴۲/۲	۸۰/۴	۴۳/۴	۷۱/۷	۷۸/۷	۳۹/۳	۴۱/۲	۳۸/۷
Sr	۳۳۳/۵	۶۱۰/۸	۴۴۳/۶	۳۲۵/۲	۴۸۶/۸	۳۳۷/۶	۴۴۲/۸	۴۰۹/۳	۳۶۰	۴۴۰	۴۵۸	۳۲۵
Y	۷/۲	۵/۸	۱۰	۹/۶	۶/۶	۵/۵	۶/۹	۶/۹	۷/۸	۴	۱۲/۳	۸/۷۵
Zr	۱۰۰/۰۵	۱۰۹/۶	۱۱۰/۳	۹۱/۴	۱۰۹/۲	۱۲۱/۷	۱۱۷/۹	۱۱۵/۴	۱۳۲/۹	۱۰۳	۱۰۵/۱	۱۲۰
Nb	۱۸/۱	۱۰/۱	۱۴/۲	۸/۹	۱۰/۷	۱۱/۹	۱۱/۱	۵/۵	۱۵/۹	۱۰	۹/۷	۱۹/۶
Th	۱۰/۳	۱۰/۰۹	۱۰	۹/۹	۷/۸	۹	۹/۳	۸/۶	۹/۱	۸/۹	۹/۲	۱۰/۴
Pb	۵۰/۲	۲۳۰/۴	۴۷	۸/۴	۸۶	۲۹/۵	۱۳/۸	۹/۷	۱۱/۸	۲۳۰	۵۵۸/۳	۲۸/۸
Ga	۲۲/۳	۱۷/۸	۲۱/۱	۱۴/۹	۱۵/۳	۱۴/۹	۱۵/۸	۱۶/۲	۱۶/۹	۳/۲	۱۵/۱	۱۸
Zn	۴۵	۴۶	۴۱	۱۲۱	۴۷	۱۰	۴۱	۲۷	۴۳	۲۲	۴۵	۱۴۱
Cu	۱۸۸/۵	۴۰/۸	۶۲۸/۴	۸۸	۹۲۳/۹	۴/۵	۱۰۹/۶	۱۸۹/۸	۱۹/۹	۱۸/۴	۱۲۴/۸	۱۲۱/۴
Ni	۸/۴	۱۰/۶	۴۴/۹	۱۶/۶	۲۵	۷/۷	۳۰/۳	۱۵/۶	۱۶/۲	۳/۷	۳۳/۷	۲۵
V	۱۵۴	۷۵	۸۸	۵۳	۵۹	۶۲	۶۰	۴۴	۶۷	۴۸	۱۴۹	۱۹۶
Ag	۰/۸	۰/۲	۰/۲	۰/۱	۰/۵	۰/۱	۰/۳	۰/۱	۰/۱	۰/۳	۰/۱	۰/۳
Au(ppb)	۳۸/۴	۵/۲	۱۳/۷	۶/۲	۲۹۲/۵	۲۶/۲	۱۱۱/۷	۲۰/۱	۲۵/۸	۳۷۴۸/۵	۳/۷	۵۴/۸
Hf	۱/۸	۳/۴	۲/۸	۲/۵	۲/۸	۳/۴	۳/۱	۳/۱	۳/۵	۲/۷	۱/۶	۳/۱
Cs	۳/۷	۲/۶	۲/۸	۷/۳	۱/۱	۵/۹	۱/۴	۲/۱	۱۱	۶/۱	۲/۲	۷/۵
Ta	۱/۵	۰/۵	۱	۰/۵	۰/۸	۰/۷	۰/۸	۱	۱/۱	۰/۲	۰/۳	۰/۴
Co	۵/۶	۱/۶	۸/۴	۸	۸/۶	۲/۶	۴/۶	۵۶/۴	۶/۸	۱۸/۷	۱۴/۸	۲۵/۶
U	۳/۳	۲/۶	۳/۱	۲	۲/۳	۲/۵	۲/۳	۲	۲/۷	۲/۱	۲/۴	۲/۷
W	۲۰	۱/۳	۵/۲	۱/۸	۳/۹	۵/۸	۴/۲	۳۴۲	۱۶/۶	۵۲/۸	۱/۱	۱۵/۹
Sn	۳	۲	۱	۱	۱	۱	۱	۱	۱	۱	۱	۱۴
Mo	۰/۲	۲/۱	۲	۲/۵	۲/۲	۲/۱	۸/۷	۵	۲	۰/۵	۰/۶	۱۱/۶
La	۳۷/۳	۱۷/۱	۳۲/۱	۱۸/۵	۲۰/۴	۳۵/۴	۲۶/۵	۲۰/۲	۲۹/۸	۱۸/۸	۱۷/۳	۱۲/۹
Ce	۵۵/۲	۲۷/۵	۵۶/۷	۳۱/۲	۳۷	۶۳/۴	۴۶/۲	۳۶	۵۱/۹	۲۸/۷	۲۵/۳	۲۷/۹
Pr	۷۸/۵	۸۷/۲	۱۷/۶	۳۸/۳	۸۸/۳	۳/۶	۰۴/۵	۷۵/۳	۵۷/۵	۵۱/۲	۶۴/۲	۵۲/۳
Nd	۳/۱۸	۵/۹	۳/۲۱	۵/۱۲	۹/۱۳	۱/۲۰	۱۷	۱/۱۲	۷/۱۸	۹/۹	۳/۹	۷/۱۴
Sm	۶/۲	۶/۱	۳/۳	۲/۲	۴/۲	۸/۲	۷/۲	۵/۲	۸/۲	۷/۱	۷/۱	۲/۳
Eu	۷۶/۰	۵۴/۰	۷۴/۰	۹۲/۰	۶۵/۰	۵۳/۰	۷۶/۰	۷/۰	۸۲/۰	۵۱/۰	۷/۰	۹۴/۰
Gd	۶۷/۱	۲۶/۱	۴۵/۱	۱۷/۱	۶۳/۱	۷۳/۱	۸۱/۱	۸۴/۱	۷۳/۱	۰۲/۱	۷۳/۱	۰۳/۱
Tb	۲۴/۰	۲/۰	۱۹/۰	۲۱/۰	۲۶/۰	۲۳/۰	۲۸/۰	۲۶/۰	۲۸/۰	۲/۰	۲۲/۰	۲۴/۰
Dy	۱۶/۱	۱۲/۱	۰۹/۱	۸/۱	۲۹/۱	۹۸/۰	۳۶/۱	۳۳/۱	۵۸/۱	۸۶/۱	۹۲/۱	۱۲/۱
Ho	۲۱/۰	۲۲/۰	۲۸/۰	۲/۰	۲۲/۰	۱۸/۰	۲۴/۰	۲۴/۰	۲۵/۰	۱۶/۰	۲۴/۰	۲۶/۰
Er	۶۸/۰	۶۱/۰	۵۸/۰	۹۵/۰	۶۸/۰	۵۴/۰	۶/۰	۶۷/۰	۶۶/۰	۴۷/۰	۴/۰	۸۸/۰
Tm	۰۵/۰	۱/۰	۱۱/۰	۰۸/۰	۰۹/۰	۰۰۷	۰۹/۰	۰۹/۰	۰۹/۰	۰۶/۰	۰۹/۰	۰۸/۰
Yb	۳۶/۰	۶/۰	۴۲/۰	۶۵/۰	۷۳/۰	۵۶/۰	۵۶/۰	۵۱/۰	۷۵/۰	۳۳/۰	۳۷/۰	۷۵/۰
Lu	۰۶/۰	۰۹/۰	۰۸/۰	۰۶/۰	۰۹/۰	۰۹/۰	۱۱/۰	۰۹/۰	۱/۰	۰۷/۰	۰۸/۰	۰۷/۰



شکل ۳ الف) نمودار TAS [۷] و موقعیت سنگ‌های نفوذی منطقه‌ی مورد بررسی در آن. ب) نمودار A/CNK – A/NK برای نمونه‌های توده نفوذی استرقان [۸]. پ) نمودار Th در برابر Co برای تعیین سری ماگمایی نمونه‌های استرقان [۹]. و ت) نمودار $K_2O - Na_2O$ [۱۰] که اکثر نمونه‌های مورد بررسی در بخش گرانیت‌های نوع I قرار می‌گیرند.



شکل ۴ الف) عناصر کمیاب خاکی REE [۱۱] که نسبت به کندریت بهنجار شده‌اند. ب) نمودار عنکبوتی بهنجار شده به گوشته‌ی اولیه [۱۵] پ) موقعیت نمونه‌های منطقه در نمودار Rb در برابر Y+Nb [۱۸]. و ت) نمودار Th در برابر Zr/TiO_2-Ce/P_2O_5 [۲۰] برای تعیین موقعیت زمین ساختی نمونه‌های منطقه، (CAP: قوس حواشی فعال قاره‌ای و PAP: قوس پسا برخورد).

غنی شدگی Pb نشان دهنده‌ی تأثیر پوسته‌ی قاره‌ای در شکل گیری ماگمای مولد توده‌ی نفوذی و یا آلایش با ماگمای ناشی از ذوب‌بخشی گوشته‌ی عمیق که در ترازهای بالاتر دستخوش جدایش شده است. بنابر [۱۷] تهی شدگی Nb مشخصه تأثیر فرورانش بر منابع ماگمایی گوشته است. برای تعیین جایگاه زمین‌ساختی توده‌های گرانیتوئیدی، بیشتر از نمودارهایی استفاده می‌شود که براساس فراوانی عناصر کمیاب کم تحرک در برابر فرایندهای دگرسانی و هوازدگی طراحی شده باشند. بر همین اساس برای تعیین محیط زمین‌ساختی این سنگ‌های منطقه، از نمودار Rb در برابر Y+Nb [۱۸] استفاده شد که در آن تقریباً تمامی نمونه‌ها به قوس‌های آتشفشانی (قوس‌های حاشیه فعال قاره) وابسته‌اند (شکل ۴، پ). همچنین به منظور جدایش قوس‌های ماگمایی حاشیه‌ی فعال قاره‌ای و قوس‌های ماگمایی پسابرخورد از نمودار Zr/TiO_2 - Ce/P_2O_5، [۱۹] استفاده شد. در این نمودار نمونه‌های منطقه‌ی مورد بررسی در گستره‌ی پس برخوردی (PAP) قرار می‌گیرند (شکل ۴، ت).

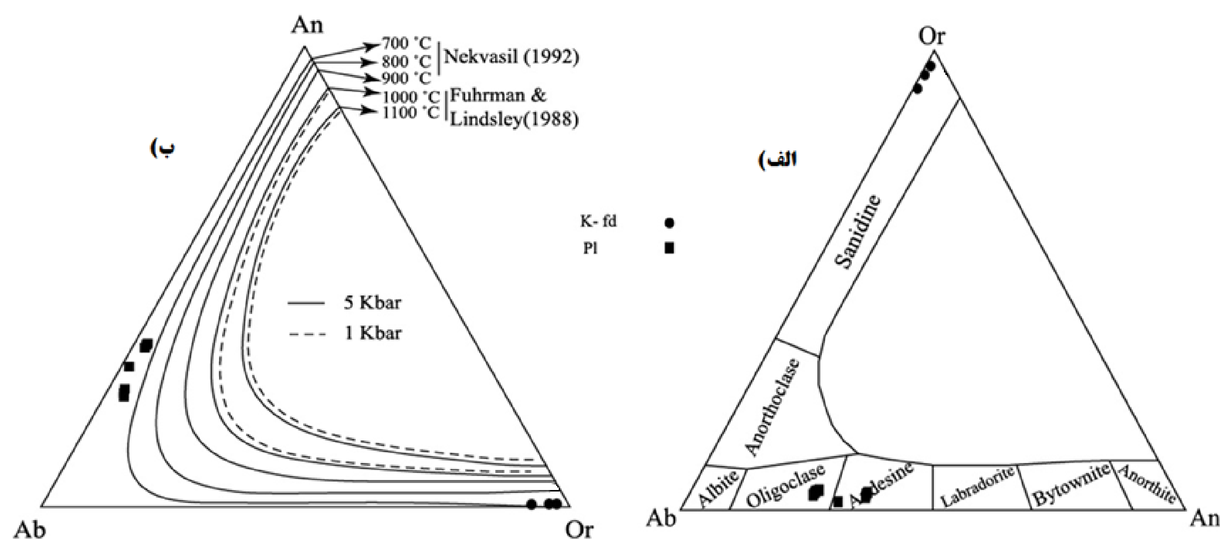
شیمی کانی‌ها

فلدسپارها

یافته‌های حاصل از تجزیه فلدسپارهای خانواده پورفیری استرقان در جدول (۲) ارائه شده اند. بر اساس نمودار Ab-An-Or ترکیب پتاسیم فلدسپارها در گستره‌ی ارتوکلاز (بیش از ۹۰ درصد Or) و ترکیب پلاژیوکلازها در گستره‌ی آندزین و الیگوکلاز قرار می‌گیرند (شکل ۵، الف). ترکیب میانگین پلاژیوکلاز و پتاسیم فلدسپار در خانواده پورفیری به ترتیب به صورت $Ab_{67.43}\ An_{29.53}\ Or_{3.02}$ و $Ab_{1.142}\ An_{3.97}\ Or_{94.99}$ هستند. دماسنجی فلدسپارها بر اساس نمودار Ab-An-Or، [۲۱،۲۰] نشان می‌دهد که تبلور آنها در دمای حدود ۷۵۰-۶۵۰ درجه‌ی سانتی‌گراد رخ داده است (شکل ۵، ب). چنین دماهای پایینی ممکن است نشانگر دمای اوج تشکیل سنگ‌های مورد بررسی نباشد چراکه می‌تواند حاصل تعادل دوباره‌ی فلدسپارها در حالت شبه انجماد باشد [۲۲].

جدول ۲ ترکیب فلدسپارهای تجزیه شده از خانواده‌ی پورفیری استرقان به همراه فرمول ساختاری بر اساس ۸ اکسیژن.

Sample	F23-1	F23-2	F23-3	F23-4	F23-5	F23-6	Ast-21	Ast-21	Ast-21	Ast-21	Ast-21
Mineral	Plg.	Plg.	Plg.	Plg.	Plg.	Plg.	Plg.	Plg.	Kf.	Kf.	Kf.
SiO2	۳۳٫۶۶	۷۴٫۶۵	۶۹٫۶۱	۰۶٫۶۲	۳۱٫۶۱	۴٫۶۲	۲۹٫۵۹	۱۲٫۵۸	۹۷٫۶۱	۱۲٫۶۳	۷۱٫۶۴
TiO2	۰	۰۵٫۰	۰	۰۵٫۰	۰	۰	۰۲٫۰	۰	۰	۰	۰
Al2O3	۸۲٫۱۹	۲۸٫۲۱	۹۳٫۲۳	۶۴٫۲۳	۰۶٫۲۴	۳۴٫۲۳	۳۲٫۲۵	۵۴٫۲۴	۶۷٫۱۸	۴۸٫۱۷	۶٫۱۸
Cr2O3	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰
FeO	۰	۰۳٫۰	۱۷٫۰	۱۱٫۰	۱۶٫۰	۱۹٫۰	۲۴٫۰	۲٫۰	۰۸٫۰	۲۶٫۰	۰۹٫۰
MnO	۰	۰	۰	۰	۰.۰۱	۰	۰	۰	۰	۰	۰
MgO	۰۲٫۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰۱٫۰	۳۹٫۰	۱۱٫۰	۵۱٫۰	۱۴٫۰
CaO	۹٫۳	۷۶٫۳	۵۹٫۵	۳۳٫۵	۸۹٫۵	۹۳٫۴	۹٫۷	۴۴٫۷	۰۹٫۰	۰۳٫۰	۰۶٫۰
Na2O	۳۶٫۹	۷٫۸	۳۷٫۸	۹۷٫۸	۳۶٫۸	۶۵٫۸	۴۸٫۷	۹۱٫۶	۳۲٫۱	۶۹٫۰	۴۸٫۰
K2O	۱۲٫۰	۲٫۰	۹۹٫۰	۵٫۰	۸۹٫۰	۹۹٫۰	۴۸٫۰	۵۱٫۰	۷۸٫۱۵	۱۹٫۱۶	۸۵٫۱۶
Total	۵۵٫۹۹	۷۶٫۹۹	۷۵٫۱۰۰	۶۶٫۱۰۰	۶۹٫۱۰۰	۵٫۱۰۰	۷۴٫۱۰۰	۱۱٫۹۸	۰۲٫۹۸	۲۸٫۹۸	۹۳٫۱۰۰
8(O)											
Si	۹۳۱٫۲	۸۹۳٫۲	۷۳۳٫۲	۷۴۶٫۲	۷۲۱٫۲	۷۶۵٫۲	۶۴۱٫۲	۶۵۱٫۲	۵۲۹٫۲	۵۶۹٫۲	۵۶۵٫۲
Ti	۰	۰۰۲٫۰	۰	۰۰۲٫۰	۰	۰	۰۰۱٫۰	۰	۰	۰	۰
Al	۰۳۲٫۱	۱۰۴٫۱	۲۵٫۱	۲۳۳٫۱	۲۵۸٫۱	۲۱۹٫۱	۳۲۹٫۱	۳۱۹٫۱	۰۱۶٫۱	۹۴۹٫۰	۹۸۳٫۰
Cr	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰
Fe++	۰	۰۰۱٫۰	۰۰۶٫۰	۰۰۴٫۰	۰۰۶٫۰	۰۰۷٫۰	۰۰۹٫۰	۰۰۸٫۰	۰۰۷٫۰	۰۲۱٫۰	۰۰۷٫۰
Mn	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰
Mg	۰۰۱٫۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰۰۱٫۰	۰۲۷٫۰	۰۰۹٫۰	۰۴۲٫۰	۰۱۱٫۰
Ca	۱۸۵٫۰	۱۷۷٫۰	۲۶۵٫۰	۲۵۳٫۰	۲۸٫۰	۲۳۴٫۰	۳۷۷٫۰	۳۶۴٫۰	۰۰۷٫۰	۰۰۲٫۰	۰۰۵٫۰
Na	۸۰۲٫۰	۷۴۲٫۰	۷۱۹٫۰	۷۷٫۰	۷۱۹٫۰	۷۴۳٫۰	۶۴۶٫۰	۶۱۱٫۰	۲۱۵٫۰	۱۱۲٫۰	۰۷۶٫۰
K	۰۰۷٫۰	۰۱۱٫۰	۰۵۶٫۰	۰۲۸٫۰	۰۵٫۰	۰۵۶٫۰	۰۲۷٫۰	۰۳٫۰	۵۷۶٫۲	۶۳۶٫۲	۶۷۱٫۲
Total	۹۵۷٫۴	۹۳٫۴	۰۲۹٫۵	۰۳۵٫۵	۰۳۵٫۵	۰۲۵٫۵	۰۳۱٫۵	۰۰۹٫۵	۳۵۹٫۶	۳۳۱٫۶	۳۱۸٫۶
Na / (Na+K+Ca)	۸۰۷٫۰	۷۹۷٫۰	۶۹۱٫۰	۷۳۳٫۰	۶۸۵٫۰	۷۱۹٫۰	۶۱۵٫۰	۶۰۸٫۰	۰۷۷٫۰	۰۴۱٫۰	۰۲۸٫۰
K / (Na+K+Ca)	۰۰۷٫۰	۰۱۲٫۰	۰۵۴٫۰	۰۲۷٫۰	۰۴۸٫۰	۰۵۴٫۰	۰۲۶٫۰	۰۳٫۰	۹۲٫۰	۹۵۸٫۰	۹۷۱٫۰
Ca / (Na+K+Ca)	۱۸۶٫۰	۱۹٫۰	۲۵۵٫۰	۲۴۱٫۰	۲۶۷٫۰	۲۲۷٫۰	۳۵۹٫۰	۳۶۲٫۰	۰۰۳٫۰	۰۰۱٫۰	۰۰۲٫۰
An%	۳۶٫۳۵	۴۶٫۳۵	۷۱٫۳۰	۹۱٫۲۴	۶۷٫۲۴	۸۱٫۲۴	۹۷٫۲۴	۳۶٫۳۵	۲۶۲٫۰	۰۸۹٫۰	۱۷۳٫۰
Ab%	۲۱٫۶۲	۹۴٫۶۱	۶۵٫۶۷	۱۷٫۷۱	۳۱٫۷۱	۶۴٫۷۱	۲۹٫۷۱	۲۱٫۶۲	۶۹۹٫۷	۰۸۴٫۴	۷۶۵٫۲
Or%	۴۱۸٫۲	۵۸۴٫۲	۶۲۳٫۱	۹۱۲٫۳	۰۰۷٫۴	۵۴۱٫۳	۷۲۵٫۳	۴۱۸٫۲	۰۳٫۹۲	۸۲٫۹۵	۰۶٫۹۷

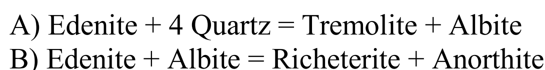


شکل ۵ الف) ترکیب فلدسپارها در نمودار Ab-Or-An و ب) فشارسنجی فلدسپارهای خانواده‌ی پورفیری استرقان در نمودار مثلثی Ab-An-Or.

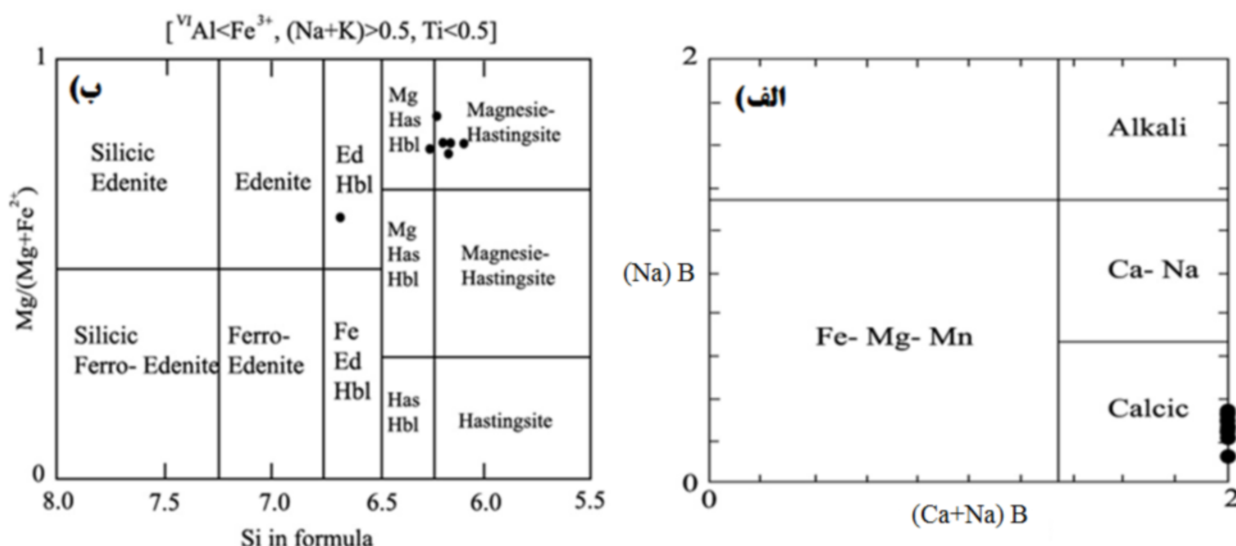
آمفیبول

ترکیب آمفیبول‌های منطقه‌ی مورد بررسی در جدول (۳) ارائه شده است. آمفیبول‌های منطقه با مقادیر $(Ca+Na)_B \geq 1$ و $Ca_B>1.5$ جزء آمفیبول‌های گروه کلسیک بوده [۲۳] و بر اساس نمودار Si نسبت به $Mg/(Mg + Fe^{2+})$ با مقادیر $(Na+K)_A>0.5$ و $Al^{VI}<Fe_3^{+}$ در گستره‌ی مگنزیوهستینگزیت $NaCa_2(Mg_4Fe^{3+})Si_6Al_2O_{22}(OH)_2$ تا ادنیت $NaCa_2Mg_5(Si_7Al)O_{22}(OH)_2$ قرار می‌گیرند (شکل۶، الف و ب).

دما- فشارسنجی زوج هورنبلند- پلاژیوکلاز برای نمونه‌های منطقه‌ی استرقان با روابط زیر محاسبه شدند:


A) Edenite + 4 Quartz = Tremolite + Albite
B) Edenite + Albite = Richeterite + Anorthite

رابطه‌ی A برای نمونه‌های کوارتز دار و رابطه‌ی B برای نمونه‌های فاقد کوارتز به کار می‌روند [۲۴]. بر اساس دماسنجی زوج هورنبلند- پلاژیوکلاز برای فشارهای ۱ تا ۱۰ کیلوبار، دمای تبلور این زوج ۷۳۰ تا ۸۴۷ درجه‌ی سانتیگراد تعیین شد.



شکل ۶ رده‌بندی آمفیبول‌های مورد بررسی؛ الف) نمودار رده‌بندی کلی آمفیبول و ب) نمودار Si نسبت به $Mg/(Mg+Fe^{2+})$ برای آمفیبول‌های با $^{VI}Al<Fe^{3+}$ که در آن آمفیبول‌ها در گستره‌ی هستینگزیت منیزیم‌دار تا ادنیت ترسیم می‌شوند [۲۳].

جدول ۳ ترکیب آمفیبول‌های خانواده‌ی پورفیری استرقان با فرمول ساختاری بر اساس ۲۳ اکسیژن.

Sample	FA13	FA13	FA13	FA13	FA13	FA13	FA13	FA13	FA13
Mineral	Amp.	Amp.	Amp.	Amp.	Amp.	Amp.	Amp.	Amp.	Amp.
SiO2	۳۲/۴۶	۱۳/۴۳	۸۳/۴۲	۴۲/۴۲	۶۵/۴۲	۵۷/۴۲	۷۹/۴۲	۲۶/۴۳	۵/۴۳
TiO2	۳۱/۱	۳۷/۳	۴۵/۳	۵۴/۳	۵۶/۳	۵/۳	۲۷/۳	۹۹/۲	۶۵/۲
Al2O3	۸۵/۸	۹۳/۱۰	۱۱/۱۱	۳۵/۱۱	۰۷/۱۱	۰۷/۱۱	۲۷/۱۱	۵۶/۱۰	۳۸/۱۰
FeO	۷۷/۱۳	۷۹/۱۱	۶۴/۱۱	۴۴/۱۲	۷۴/۱۱	۸۳/۱۱	۱۶/۱۲	۰۲/۱۲	۵/۱۳
MnO	۳۴/۰	۲۵/۰	۲۸/۰	۲۵/۰	۲۵/۰	۲۶/۰	۲۹/۰	۲۴/۰	۳۹/۰
MgO	۵۱/۱۳	۳۴/۱۴	۱۹/۱۴	۹۶/۱۳	۳۱/۱۴	۱۵/۱۴	۰۹/۱۴	۵۲/۱۴	۹/۱۳
CaO	۱۲/۱۲	۳۸/۱۱	۴۸/۱۱	۲/۱۱	۴۶/۱۱	۳۲/۱۱	۳۶/۱۱	۲۵/۱۱	۴۱/۱۱
Na2O	۵۶/۱	۶۲/۲	۶۱/۲	۷۴/۲	۶۴/۲	۵۹/۲	۶۸/۲	۵۲/۲	۵/۲
K2O	۹۴/۰	۰۱/۱	۰۳/۱	۰۲/۱	۰۲/۱	۰۶/۱	۹۸/۰	۰۲/۱	۹۳/۰
Total	۷۲/۹۸	۸۲/۹۸	۶۲/۹۸	۹۲/۹۸	۷/۹۸	۳۵/۹۸	۸۹/۹۸	۳۸/۹۸	۱۶/۹۹
					23(O)				
Si	۷۱۵/۶	۲۳۱/۶	۲۱۱/۶	۱۳۵/۶	۱۷۹/۶	۱۸۷/۶	۱۸۴/۶	۲۵۹/۶	۲۷۹/۶
Ti	۱۴۳/۰	۳۶۶/۰	۳۷۶/۰	۳۸۵/۰	۳۸۸/۰	۳۸۲/۰	۳۵۵/۰	۳۲۵/۰	۲۸۸/۰
Al	۵۱۲/۱	۸۶۱/۱	۸۹۹/۱	۹۳۵/۱	۸۹/۱	۸۹۶/۱	۹۲/۱	۸۰۱/۱	۷۶۶/۱
Fe	۶۶۹/۱	۴۲۴/۱	۴۱۲/۱	۵۰۵/۱	۴۲۲/۱	۴۳۸/۱	۴۷/۱	۴۵۴/۱	۶۲۹/۱
Mn	۰۴۲/۰	۰۳۱/۰	۰۳۴/۰	۰۳۱/۰	۰۳۱/۰	۰۳۲/۰	۰۳۵/۰	۰۲۹/۰	۰۴۸/۰
Mg	۹۱۹/۲	۰۸۸/۳	۰۶۷/۳	۰۰۹/۳	۰۹/۳	۰۶۵/۳	۰۳۵/۳	۱۳۱/۳	۹۹/۲
Ca	۸۸۲/۱	۷۶۱/۱	۷۸۴/۱	۷۳۵/۱	۷۷۹/۱	۷۶۲/۱	۷۵۹/۱	۷۴۴/۱	۷۶۴/۱
Na	۴۳۸/۰	۷۳۴/۰	۷۳۴/۰	۷۶۸/۰	۷۴۱/۰	۷۳/۰	۷۵۱/۰	۷۰۷/۰	۷/۰
K	۱۷۴/۰	۱۸۶/۰	۱۹۱/۰	۱۸۸/۰	۱۸۸/۰	۱۹۷/۰	۱۸۱/۰	۱۸۸/۰	۱۷۱/۰
Sum	۴۹۵/۱۵	۶۸۱/۱۵	۷۰۸/۱۵	۶۹۲/۱۵	۷۰۹/۱۵	۶۸۹/۱۵	۶۹۱/۱۵	۶۳۹/۱۵	۶۳۵/۱۵
Fe3+	۳۹۵/۰	۵۰۳/۰	۴۳۴/۰	۵۹۷/۰	۴۸۹/۰	۵۱۴/۰	۵۵۱/۰	۶۴۸/۰	۷۰۱/۰
Fe2+	۲۷۴/۱	۹۲۱/.۰	۹۷۸/۰	۹۰۸/۰	۹۳۳/۰	۹۲۳/۰	۹۱۹/۰	۸۰۶/۰	۹۲۸/۰
T: Si	۷۱۵/۶	۲۳۱/۶	۲۱۱/۶	۱۳۵/۶	۱۷۹/۶	۱۸۷/۶	۱۸۴/۶	۲۵۹/۶	۲۷۹/۶
Al(IV)	۲۸۵/۱	۷۶۹/۱	۷۸۹/۱	۸۶۵/۱	۸۲۱/۱	۸۱۳/۱	۸۱۶/۱	۷۴۱/۱	۷۲۱/۱
Fe3+	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰
Ti	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰
T-Sum	۸	۸	۸	۸	۸	۸	۸	۸	۸
C: Al(VI)	۲۲۷/۰	۰۹۲/۰	۱۱۱/۰	۰۷/۰	۰۶۹/۰	۰۸۳/۰	۱۰۴/۰	۰۶/۰	۰۴۵/۰
Ti	۱۴۳/۰	۳۶۶/۰	۳۷۶/۰	۳۸۵/۰	۳۸۸/۰	۳۸۲/۰	۳۵۵/۰	۳۲۵/۰	۲۸۸/۰
Fe3+	۳۹۵/۰	۵۰۳/۰	۴۳۴/۰	۵۹۷/۰	۴۸۹/۰	۵۱۴/۰	۵۵۱/۰	۶۴۸/۰	۷۰۱/۰
Cr	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰
Mg	۹۱۹/۲	۰۸۸/۳	۰۶۷/۳	۰۰۹/۳	۰۹/۳	۰۶۵/۳	۰۳۵/۳	۱۳۱/۳	۹۹/۲
Fe2+	۲۷۴/۱	۹۲۱/۰	۹۷۸/۰	۹۰۸/۰	۹۳۳/۰	۹۲۳/۰	۹۱۹/۰	۸۰۶/۰	۹۲۸/۰
Mn	۰۴۲/۰	۰۳۱/۰	۰۳۴/۰	۰۳۱/۰	۰۳۱/۰	۰۳۲/۰	۰۳۵/۰	۰۲۹/۰	۰۴۸/۰
Ca	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰
C-Sum	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵
B: Ca	۸۸۲/۱	۷۶۱/۱	۷۸۴/۱	۷۳۵/۱	۷۷۹/۱	۷۶۲/۱	۷۵۹/۱	۷۴۴/۱	۷۶۴/۱
Na	۱۱۸/۰	۲۳۹/۰	۲۱۶/۰	۲۶۵/۰	۲۱/۰	۲۳۸/۰	۲۴۱/۰	۲۵۶/۰	۲۳۶/۰
B-Sum	۲	۲	۲	۲	۲	۲	۲	۲	۲
A: Ca	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰
Na	۳۲۱/۰	۴۹۵/۰	۵۱۷/۰	۵۰۴/۰	۵۲/۰	۴۹۲/۰	۵۱/۰	۴۵۱/۰	۴۶۴/۰
K	۱۷۴/۰	۱۸۶/۰	۱۹۱/۰	۱۸۸/۰	۱۸۸/۰	۱۹۷/۰	۱۸۱/۰	۱۸۸/۰	۱۷۱/۰
A-Sum	۴۹۵/۰	۶۸۱/۰	۷۰۸/۰	۶۹۲/۰	۷۰۹/۰	۶۸۹/۰	۶۹۱/۰	۶۳۹/۰	۶۳۵/۰
(Na+K)A	۴۹۵/۰	۶۸۱/۰	۷۰۸/۰	۶۹۲/۰	۷۰۹/۰	۶۸۹/۰	۶۹۱/۰	۶۳۹/۰	۶۳۵/۰
M/(M+Fe2+)	۶۹۶/۰	۷۷/۰	۷۵۸/۰	۷۶۸/۰	۷۶۸/۰	۷۶۹/۰	۷۶۸/۰	۷۹۵/۰	۷۶۳/۰
100Na/(Na+Ca)	۸۹۱/۱۸	۴۰۹/۲۹	۱۴۹/۲۹	۶۸۵/۳۰	۴۲۱/۲۹	۲۸/۲۹	۹۱۸/۲۹	۸۴۳/۲۸	۳۹۲/۲۸
100Al/(Al+Si)	۳۸۱/۱۸	۰۰۱/۲۳	۴۱۶/۲۳	۹۷۷/۲۳	۴۲۷/۲۳	۴۶۱/۲۳	۶۹۱/۲۳	۳۴۴/۲۲	۹۵۲/۲۱
Al(VI)Fe3+TiCr	۷۶۵/۰	۹۶۱/۰	۹۲۱/۰	۰۵۲/۱	۹۴۶/۰	۹۸/۰	۰۱۱/۱	۰۳۳/۱	۰۳۴/۱

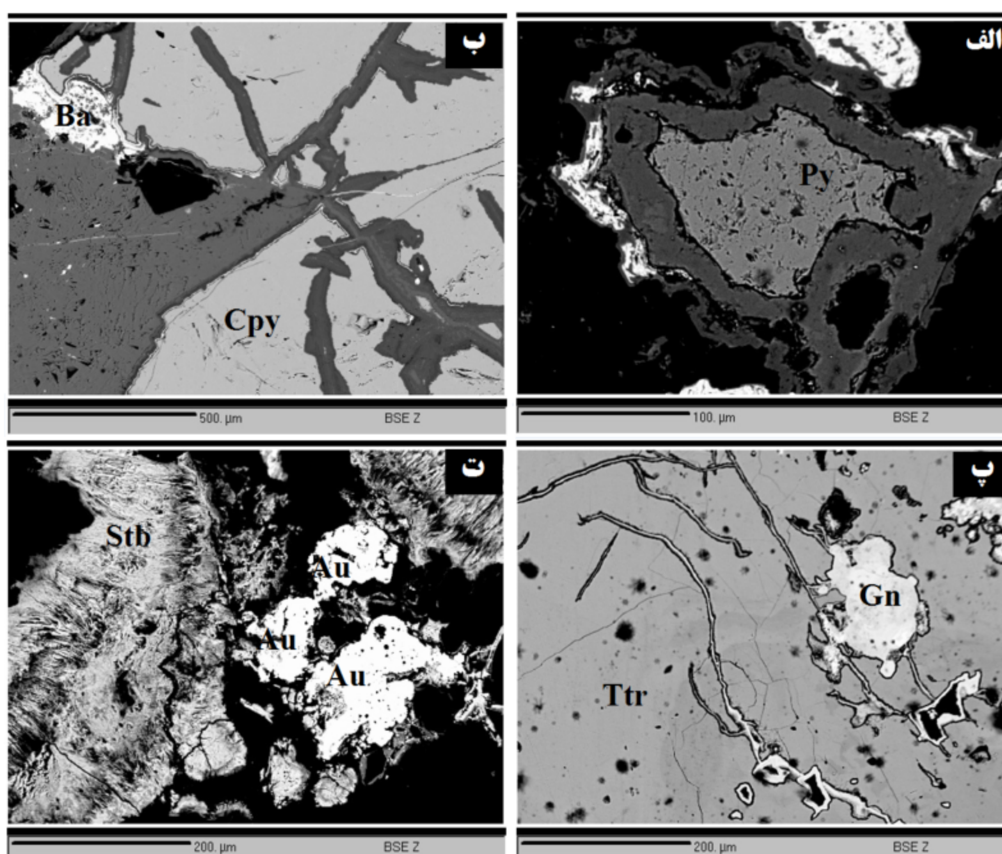
شیمی کانه‌ها

پیریت

این کانه به صورت پراکنده و رگه- رگچه‌ای، در داخل توده‌ی پورفیری مشاهده می‌شود. پیریت به وسیله‌ی کالکوپیریت جانشین شده و از حواشی به گوتیت دگرسان شده است. نتایج برخی از نقاط آنالیز شده در جدول ۴ ارائه شده است. میانگین مقادیر اندازه‌گیری‌شده عناصر اصلی S، Fe در پیریت به ترتیب ۵۲/۳ درصد و ۴۷/۳ درصد است. عنصر Cu دارای میانگین ۶۹۴۰ppm (حداقل ۱۰۰ppm در پیریت‌های دیسیمینه داخل توده و حداکثر تا بیش از ۳۰۰۰۰ppmدر رگچه‌های سیلیسی)، عنصر Au در بهترین حالت دارای میانگین ۵۰۰ ppm و عنصر As با میانگین ۳۷۰ ppm است. حداکثر فراوانی عناصر Hg، Bi و Te در پیریت‌های منطقه به ترتیب ۱۷۰۰ ppm، ۲۴۰۰ و ۱۴۰۰ هستند (جدول ۴). با توجه به فراوانی بالای طلا در پیریت و ارتباط ژئوشیمیایی بین طلا و عناصر Hg، Bi، As و Te در پیریت‌های ذخایر دیگر دنیا [۲۵-۲۸] اهمیت طلا در پیریت‌های منطقه را بالا می‌برد. گالن و باریت از جمله کانی‌های همراه با پیریت در منطقه‌ی مورد بررسی هستند (شکل ۷، الف).

کالکوپیریت

این کانی فراوان‌ترین کانه‌ی مس در منطقه بوده و دارای گسترش قابل توجهی به شکل دیسیمینه و رگه- رگچه‌ای است. میانگین عناصر اصلی S، Fe، و Cu در کالکوپیریت به ترتیب ۳۱/۱، ۲۷/۶ و ۳۶/۹ درصد است. بین عناصر فرعی Ag (۲۰۰ ppm)، Sb (۲۰۰ ppm) و As (۳۰۰ ppm) دارای بیشترین مقدار هستند. بیشترین مقدار طلای اندازه‌گیری شده در کالکوپیریت ۸۰۰ ppm است. با توجه به این نتایج، فرمول محاسبه شده برای این کانی به صورت $Fe_{1.1}\ Cu_{0.9}\ S_2$ است (شکل ۷، ب).



شکل ۷ تصاویر الکترونی (Backscattered Electron image) از کانه‌های منطقه‌ی مورد بررسی. الف) کانه پیریت که از سمت حواشی اکسید شده است. ب) کالکوپیریت در نمونه‌های کانی‌سازی شده منطقه‌ی مورد بررسی. پ) تتراهدریت- تنانتیت به همراه ادخال‌هایی از گالن. ت) استیبنیت به همراه طلای آزاد مربوط به رگه‌های کوارتز- استیبنیت.

Py = Pyrite, Ba = Barite, Cpy = Chalcopyrite, Gn = Galena, Ttr = Tetrahedrite, Stb = Stibnite, Au = Native Gold.

جدول ۴ نتایج آنالیز ریزپردازشی سولفیدها در برخی از نمونه‌های انتخابی از منطقه‌ی مورد بررسی؛ قسمت اول نتایج بر حسب درصد وزنی و قسمت دوم بر حسب نسبت‌های اتمی است (Py = Pyrite, Cpy = Chalcopyrite, Gn = Galena, Ttr = Tetrahedrite).

Sample	Ast-23	Ast-23	Ast-14	Ast-14	Ast-1	Ast-1	Ast-1	Ast-1	Ast-1	Ast-14	Ast-14	Ast-14	Ast-14	Ast-14
Mineral	Py	Py	Gn	Gn	Cpy	Cpy	Cpy	Cpy	Cpy	Ttr	Ttr	Ttr	Ttr	Ttr
Si	۰۲/۰	۰	۰۳/۰	۱۸/۰	۰۲/۰	۰	۰	۲۵/۲	۰۶/۵	۰	۰	۰	۰	۱۹/۰
S	۷۶/۵۲	۷/۵۲	۳۳/۱۴	۰۷/۱۶	۲۰	۲۶	۲۲	۳۵	۳۰	۶/۲۴	۸/۲۴	۵/۲۵	۹/۲۴	۲۲
Fe	۳۱/۴۷	۳۱/۴۷	۷۲/۱	۴۹/۲	۱/۲۷	۲۱	۲۰	۹/۱۷	۳۰	۲۶/۰	۲۱/۰	۳۲/۰	۲۷/۰	۰۶/۰
Co	۰	۰	۰۲/۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰
Ni	۰	۰۲/۰	۰۲/۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰
Cu	۰۹/۰	۰۱/۰	۰	۰۴/۰	۵/۵۲	۵/۵۳	۲/۵۳	۹/۳۳	۶/۳۱	۲/۳۷	۳/۳۷	۵/۳۸	۸/۳۷	۲/۲۶
Zn	۰	۰۱/۰	۰	۰۳/۰	۰	۰	۰	۰۱/۰	۰	۱۹/۵	۲۱/۵	۵۷/۵	۶/۵	۰
As	۰۱/۰	۰۹/۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰۳/۰	۰۳/۰	۸/۳	۳	۵/۷	۶/۴	۸/۱۲
Mo	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰۳/۰	۰	۰	۰	۰	۰	۳/۰
Ag	۰	۰	۰	۰	۰۱/۰	۰	۰	۰۲/۰	۰	۴۹/۱	۳۱/۱	۸/۰	۸/۰	۲۲/۰
Cd	۰	۰	۰	۱۱/۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰۸/۰	۰۵/۰	۰۱/۰	۰۷/۰	۰۶/۰
Sb	۰	۰۲/۰	۰۲/۰	۰۷/۰	۰	۰۱/۰	۰	۰۲/۰	۰	۳/۲۵	۹/۲۶	۹/۱۹	۶/۲۳	۲/۷
W	۱۲/۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۱۱/۰	۰۸/۰
Au	۰	۰۵/۰	۰	۰	۰	۰	۰۳/۰	۰۳/۰	۰۸/۰	۴۳/۰	۲۵/۰	۳۲/۰	۳۴/۰	۱/۱
Hg	۰	۰۴/۰	۰۵/۰	۰۶/۰	۰	۰۱/۰	۰	۰	۰۲/۰	۱۷/۰	۰	۰	۰	۰
Pb	۰	۰	۸۶/۸۱	۱۷/۷۹	۰۵/۰	۰	۰۳/۰	۰۹/۰	۱۶/۰	۰	۰	۰	۰	۳۱
Bi	۰۱/۰	۰۳/۰	۱۲/۰	۲۱/۰	۰۵/۰	۰	۰۳/۰	۰۹/۰	۱۶/۰	۰	۰	۰	۰	۰
Te	۰۶/۰	۱/۰	۱۳/۰	۱۴/۰	۰۲/۰	۰	۰	۰	۰	۱۷/۰	۰۲/۰	۰	۱/۰	۰۸/۰
Ca	۰۳/۰	۱۶/۰	۰	۰	۲/۰	۰۵/۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۶۳/۰
Mn	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰۱/۰	۰۱/۰	۰۲/۰	۰
Total	۴۱/۱۰۰	۴۹/۱۰۰	۵۱/۹۸	۷۶/۹۸	۹۴/۹۹	۵۵/۱۰۰	۲۴/۹۵	۳۲/۸۹	۱/۹۷	۳/۹۸	۹۹	۳/۹۸	۸/۹۷	۸/۱۰۰
Atomic proportions														
Mineral	Py	Py	Gn	Gn	Cpy	Cpy	Cpy	Cpy	Cpy	Ttr	Ttr	Ttr	Ttr	Ttr
Si	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰۸/۰	۱۸/۰	۰	۰	۰	۰	۰
S	۶۴/۱	۶۴/۱	۴۴/۰	۵/۰	۶۲/۰	۸۱/۰	۸۶/۰	۰۹/۱	۹۳/۰	۷۶/۰	۷۷/۰	۷۹/۰	۷۷/۰	۶۸/۰
Fe	۸۴/۰	۸۴/۰	۰۳/۰	۰۴/۰	۶/۰	۴۶/۰	۴۴/۰	۳۹/۰	۶۶/۰	۰	۰	۰	۰	۰
Co	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰
Ni	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰
Cu	۰	۰	۰	۰	۸۲/۰	۸۴/۰	۸۳/۰	۵۳/۰	۴۹/۰	۵۸/۰	۵۸/۰	۶/۰	۵۹/۰	۴۱/۰
Zn	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰۷/۰	۰۷/۰	۰۸/۰	۰۸/۰	۰
As	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰۵/۰	۰۳/۰	۰۹/۰	۰۶/۰	۱/۰
Mo	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰
Ag	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰۱/۰	۰۱/۰	۰	۰	۰
Cd	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰
Sb	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۲/۰	۲۲/۰	۱۶/۰	۱۹/۰	۰۵/۰
W	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰
Au	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰
Hg	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰
Pb	۰	۰	۳۹/۰	۳۸/۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۱/۰
Bi	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰
Te	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰
Ca	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰
Mn	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰

تتراهدریت و تنانتیت

سری محلول جامد تتراهدریت-تنانتیت $(Cu,Ag)_{10}(Hg,Zn,Fe)_2Sb_4S_{13}$ – $(Cu,Ag)_{10}(Hg,Zn,Fe)_2As_4S_{13}$ نسبت به دیگر کانی‌های گروه سولفوسالت، جانشینی و رخداد گسترده‌ای نشان می‌دهند [۲۹]. تتراهدریت‌ها در داخل رگه‌های کوارتز- کلسدونی در داخل توده‌ی پورفیری دیده شدند و دارای میان بارهای ریز و پراکنده از طلای طبیعی هستند. میانگین عناصر اصلی S، Cu، Sb و As در تتراهدریت به ترتیب برابر ۲۵/۳، ۳۲/۳، ۱۶/۵ و ۶/۳ هستند (جدول ۴). در آنالیز نقطه‌ای ترکیب یکی از فازهای سولفوسالتی به صورت S ۲۷/۰٪، Cu ۴۰/۶٪، As ۱۸/۹٪، و Sb ۳/۹٪ اندازه‌گیری شد که نزدیک به قطب تنانتیت است و مقادیر عناصر Zn، Fe، و Bi در آن به ترتیب ۳/۸، ۳/۰۱، و ۰/۳۸ تعیین شدند. در این کانی Fe و Zn و به مقدار کمتر Ag، Pb، Hg می‌توانند جایگزین Cu شوند [۳۰]. بنابراین با توجه به این نتایج فرمول محاسبه شده برای این کانی به صورت $(Cu_{9.36}\,Pb_{0.26}\,Zn_{1.04})\,(As_{1.04}\,Sb_{2.6})S_{13}$ کانی است. طلای طبیعی از کانی‌های همراه با تتراهدریت است. میانگین طلای اندازه گیری شده برای تتراهدریت ۴۸۸۰ppm (حداقل ۱۰۰۰ppm و حداکثر تا بیش از ۱۱۰۰۰ppm) است. بیشترین مقدار نقره در این کانی به ۱/۴۹ درصد نیز می‌رسد. در داخل این کانی ادخال‌هایی از کانی‌های سرب دار (احتمالاً گالن) مشاهده می‌شوند (شکل ۷، پ).

گالن

گالن از کانی‌های با فراوانی بسیار پائین در منطقه است. در مقاطع بررسی شده، این کانی بیشترین هم یافتی را با پیریت، کالکوپیریت، باریت و تتراهدریت نشان می‌دهد (شکل ۷، پ). میانگین عناصر اصلی S و Pb به دست آمده در گالن به ترتیب ۱۵/۲ درصد و ۸۰/۵۱ درصد است. حداکثر فراوانی عناصر Zn و Cu در گالن به ترتیب ۳۰۰ ppm و ۴۰۰ است (جدول ۴). عناصر As و Zn به صورت جانشینی به جای Pb در شبکه‌ی گالن جای می‌گیرند. نسبت Sb/Bi در گالن برابر ۰/۴۲ بوده که نشان دهنده‌ی تشکیل آن در دمای پائین است [۳۱].

استیبنیت و طلای طبیعی

میانگین عناصر اصلی S و Sb در استیبنیت به ترتیب برابرند با ۲۰/۳۷ و ۶۵/۲۳ هستند. پایین بودن مقادیر Sb احتمالاً به دلیل اکسید شدن آن در رخنمون‌های سطحی است. میانگین عناصر As، Au و Hg در استیبنیت به ترتیب برابر با ۳/۲، ۹/۵ و ۱/۰۸ درصد است. طلای طبیعی در رگه‌های کوارتز-استیبنیت به همراه اکسیدهای استیبنیت و حفره‌های رگه‌های سیلیسی و نیز در داخل سولفیدها (به خصوص پیریت) یافت می‌شود. نهشت طلای طبیعی در استیبنیت به صورت مکانیکی بوده که در مرحله‌ی کانی‌سازی از یک شاره‌ی وراگرما و طی شکستن کمپلکس بی‌سولفیدی به همراه استیبنیت نهشت کرده است. در مرحله‌ی بعدی و طی هوازدگی استیبنیت و تبدیل آن به اکسیدهای استیبنیت (والنتینیت و استیبکونیت) طلای طبیعی نمود پیدا کرده است (شکل ۷، ت). میانگین Au در طلای ناتیو ۹۴/۷ درصد و Ag برابر با ۲/۴ درصد است (جدول ۵).

برداشت

اصلی‌ترین واحد سنگ‌شناسی در منطقه استرقان، یک استوک پورفیری (الیگوسن) است که به درون رسوب‌های فلیش کرتاسه بالایی- پالئوسن نفوذ کرده و به نوبه خود به وسیله‌ی دایک‌های میکرودیوریتی (بسا ائوسن) قطع شده است. استوک پورفیری استرقان از نظر ترکیبی در حد گرانیت، گرانودیوریت، کوارتز-مونزونیت و کوارتزمونزودیوریت است. پلاژیوکلاز، کوارتز، پتاسیم فلدسپار از کانی‌های اصلی بوده که به وسیله‌ی کانی-های فرعی مانند کلینوپیروکسن، بیوتیت، آمفیبول، آپاتیت، روتیل، زیرکن و کدر همراهی می‌شوند. کلریت، اپیدوت، بیوتیت دگر شکل یافته، سریسیت و کانی‌های رسی به عنوان کانی‌های ثانویه در این توده‌ی حضور دارند. توده پورفیری از نوع گرانیت‌های نوع I، پر آلومینوس با سرشت آهکی قلیایی با پتاسیم بالا و شوشونیتی بوده که از نظر زمین ساختی با قوس-های آتشفشانی بسا برخورد وابسته‌اند.

روند توزیع LREE در نمونه‌های وابسته به خانواده استرقان، به سمت MREE و HREE روند کاهشی نشان می-دهند. غنی شدگی در عناصری نظیر La، Nd، Rb، U، Pb، Zr، Cs، P و تهی شدگی در عناصر Ta، Nb، Pr و Ce مشاهده می‌شود. در اثر نفوذ این توده به داخل رسوب‌های فلیش، واحدهای دگرسانی دگرنهادی نسبتاً گسترده تشکیل یافته است.

جدول ۵ نتایج آنالیز ریزپردازشی استیبنیت و طلای طبیعی در رگه‌های کوارتز- استیبنیت منطقه‌ی مورد بررسی؛ قسمت اول نتایج بر حسب درصد وزنی و قسمت دوم بر حسب نسبت‌های اتمی است (Stb=Stibnite).

Sample	Ast-33	Ast-33	Ast-33	Ast-33	Ast-33	Ast-33	Ast-33	GA	GA	GA
Mineral	Stb.	Stb.	Stb.	Stb.	Stb.	Stb.	Stb.	Gold	Gold	Gold
Si	۸/۰	۰	۰	۰	۰	۰۵/۰	۰	۱۳/۰	۰۹/۰	۰۸/۰
S	۳/۲۴	۶۴/۲۱	۲۸/۱۶	۹۸/۲۲	۰۴/۲۰	۳۲/۱۸	۰۹/۱۹	۰۳/۰	۰۴/۰	۰۳/۰
Fe	۰۲/۰	۰	۰	۰۱/۰	۰	۰۴/۰	۰	۰۶/۰	۰۳/۰	۰
Co	۰۲/۰	۰	۰	۰	۰	۰۱/۰	۰	۰۳/۰	۰	۰۱/۰
Ni	۰	۰	۰۱/۰	۰۱/۰	۰۱/۰	۰۱/۰	۰۱/۰	۰	۰۱/۰	۰
Cu	۱۱/۰	۰	۰۳/۰	۰۵/۰	۱۲/۰	۷۱/۰	۹۵/۰	۰۸/۰	۰	۰۱/۰
Zn	۰	۰۵/۰	۰۲/۰	۰۲/۰	۰۱/۰	۰۳/۰	۰	۰	۰	۰
As	۶۴/۲	۵۷/۲	۲/۴	۳۲/۳	۲۹/۳	۵/۲	۳۲/۴	۰	۰	۰
Mo	۰	۰	۰	۰۲/۰	۰۹/۰	۰	۰	۰	۰	۰
Ag	۰	۰	۰۲/۰	۰	۰	۰	۰۴/۰	۵۴/۲	۱۵/۰	۹/۳
Cd	۰	۰	۰	۰	۰	۰۱/۰	۰۵/۰	۰	۰	۰
Sb	۲۲/۶۱	۰۹/۶۵	۰۵/۷۰	۱۶/۶۷	۰۸/۶۸	۰۵/۶۳	۰۲/۶۲	۳/۰	۰	۰
W	۰	۰	۰۳/۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰
Au	۹۸/۹	۴۳/۱۰	۸۶/۹	۰۷/۶	۰۹/۸	۱۲	۰۹/۱۰	۱/۹۴	۵/۹۶	۶/۹۳
Hg	۰۵/۰	۰۳/۰	۰۶/۰	۱۷/۰	۰۱/۰	۰۹/۴	۲/۳	۰	۰	۰
Pb	۰	۰	۰	۰۳/۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰
Bi	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰۳/۰	۰۴/۰	۰۱/۰
Te	۰۱/۰	۰	۰	۰۵/۰	۰	۲/۰	۰	۰۲/۰	۰	۰
Ca	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰
Mn	۰۲/۰	۰۲/۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰
Total	۰	۰	۰	۰	۰	۱۲	۰	۳/۹۷	۸/۹۶	۶/۹۷
Atomic proportions										
Mineral	Stb.	Stb.	Stb.	Stb.	Stb.	Stb.	Stb.	Gold	Golds	Gold
Si	۰/۰۲	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰/۰۱	۰	۰
S	۰/۷۵۸	۰/۶۷۵	۰/۵۰۸	۰/۷۱۷	۰/۶۲۵	۰/۵۷۱	۰/۵۹۵	۰	۰	۰
Fe	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰
Co	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰
Ni	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰
Cu	۰	۰	۰	۰	۰	۰/۰۱	۰/۰۱	۰	۰	۰
Zn	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰
As	۰/۰۳	۰/۰۳	۰/۰۵	۰/۰۴	۰/۰۴	۰/۰۳	۰/۰۵	۰	۰	۰
Mo	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰
Ag	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰/۰۲	۰	۰/۰۳
Cd	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰
Sb	۰/۵۰۳	۰/۵۳۵	۰/۵۷۵	۰/۵۵۲	۰/۵۵۹	۰/۵۱۸	۰/۵۰۹	۰	۰	۰
W	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰
Au	۰/۰۵	۰/۰۵	۰/۰۵	۰/۰۳	۰/۰۴	۰/۰۶	۰/۰۵	۰/۴۷	۰/۴۸	۰/۴۷
Hg	۰	۰	۰	۰	۰	۰/۰۲	۰/۰۱	۰	۰	۰
Pb	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰
Bi	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰
Te	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰
Ca	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰
Mn	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰

ترکیب پلاژیوکلازها در گستره‌ی آندزین و الیگوکلاز و پتاسیم فلدسپار در گستره‌ی سانیدین (ارتوز) قرار می‌گیرد. آمفیبول‌ها از نوع کلسیک بوده و ترکیب شیمیایی آن‌ها از مگنزیوهستینگزیت تا ادنیت متغیر است. فشارسنجی فلدسپارها دمایی در حدود ۷۵۰ -۶۵۰ درجه‌ی سانتی‌گراد و فشارسنجی زوج هورنبلند- پلاژیوکلاز برای فشارهای ۱ تا ۱۰ کیلوبار دمای ۷۳۰ تا ۸۴۷ درجه‌ی سانتیگراد را برای سنگ‌های منطقه تعیین می‌کنند. بررسی‌های حاصل از آنالیز میکروپروب، علاوه بر استیوکیومتری دقیق کانی‌های اصلی نظیر پیریت، کالکوپیریت، تتراهدریت و استیبنیت باعث شناسایی دقیق‌تر کانه‌های فرعی مانند طلای طبیعی، گالن و تنانتیت در منطقه مورد بررسی قرار گرفت. نتایج حاصل از بررسی های کانی‌های سولفیدی نظیر پیریت، کالکوپیریت، تتراهدریت و استیبنیت بیانگر مقادیر بالای طلا در این کانی‌ها بخصوص تتراهدریت و استیبنیت است. بنابراین کانه‌های سولفوسالتی و سولفیدی با دما پایین، از نظر میزبانی طلا حائز اهمیت هستند. طلا علاوه بر حضور در کانه‌های سولفیدی و سولفوسالتی، به صورت مستقل (طلای آزاد) در رگچه‌های سیلیسی مشاهده می‌شود. حضور بالای عناصر ردیاب طلا نظیر Cu، Ag، Hg، Bi، As و Te با هاله‌های ژئوشیمیایی بررسی شده این عناصر در منطقه [۳۲]، نشان دهنده‌ی پتانسیل بالای منطقه از نظر کانی‌سازی فلزهای گرانبهاست. فراوانی بالای عناصری همچون Bi، Hg و Sb در کانی‌های سولفیدی نشانگر دمای پایین تشکیل این کانی‌ها در منطقه است.

قدردانی

نگارندگان از حمایت‌های مادی و لجستیکی شرکت زرین داغ آستارکان و مدیریت تحصیلات تکمیلی دانشگاه تبریز برخوردار بوده‌اند، لذا شایسته است نهایت سپاس و قدردانی خود را ابراز دارند. نگارندگان همچنین از زحمات مدیریت و کارمندان مرکز تحقیقات و فرآوری مواد معدنی و سازمان توسعه و نوسازی معادن (ایمیدرو) و همچنین داوران و دست اندرکاران محترم مجله سپاسگزاری می‌نمایند.

مراجع

[1] Calagari A.A, Hosseinzadeh G., *The mineralogy of copper-bearing skarn to the east of the Sungun-Chay river, East-Azarbaidjan, Iran*". Journal of Asian Earth Sciences 28 (2004) 423-438.

[2] Mollai H., Sharma R., Pe- PiPer, G., "*Copper mineralization around the Ahar(NW Iran): evidence for evolution and the origin of the skarn ore deposit*, Ore Geology Reviews 35 (2009) 401-414.

[3] Jamali H., Mehrabi B., "*Relationships between arc maturity and Cu–Mo–Au porphyry and related epithermal mineralization at the Cenozoic Arasbaran magmatic belt*, Ore Geol. Rev (2014) in press.

[۴] جمالی ح.، "*بررسی زمین‌شناسی، ژئوشیمی و تعیین ژنز احتمالی اندیس معدنی میوه رود*"، پایان نامه کارشناسی ارشد. (۱۳۷۷) دانشگاه تربیت معلم تهران. ۱۲۰ص.

[۵] گلگون ن.، "*مطالعه آلتراسیون‌های و مینرالیزاسیون سنگ-های میزبان رگه‌های اپی‌ترمال طلا دار در منطقه بوزلوخ و قره داش منطقه خروانق*"، پایان نامه کارشناسی ارشد (۱۳۸۰) دانشگاه تبریز. ۱۲۰ص.

[۶] خضری م.، "*بررسی زمین‌شناسی، پتروژنز و ژئوشیمی سنگ‌های نفوذی و دگرگونی منطقه میوه رود(شرق خاروانا)*"، پایان نامه کارشناسی ارشد. (۱۳۸۰) دانشگاه تبریز. ۱۲۰ص.

[7] Middlemost E. A. K., "*Naming material in the magma igneous rock system,* Earth – Science Reveiws.37(1994) 215-224.

[8] Shand S.J., "*Eruptive rocks: Their genesis, composition, Classification and their ralarion to Ore – deposits*", 3 rd edition. John Wiely Sons, New York (1943) 488 p.

[9] Hastie A. R., Kerrr A. C., Pearce J. A., Mitchell S. F. "*Calssification of altered volcanic island arc rocks using immobile trace elements: development of the Th-Co discrimination diagram*", Journal of Petrology 48 (2007) 2341-2357.

[10] Pearce J. A., *Trace element characteristics of lavas from destru ctive plate boundaries. In: Trorpe R. S. (ed.), Andesite*", Wiley, Chichester, (1982) 525- 548.

[11] Boynton W.V., "*Geochemistry of the rare earth elements: meteorite studies. In: Henderson, P. (Ed.), Rare Earth Element Geochemistry*". Elsevier, (1984) 63–114.

[12] Jung S., Hoffer E., Hoernes S., "*Neo-Proterozoic rift-related syenites (North Damara Belt, Namibia): Geochemical and Nd-Sr-Pb-O isotope constraints for mantle sources and petrogenesis*", Lithos, 96 (2007) 415-435.

[13] Kikawada Y., *"Experimental studies on the mobility of lanthanides accompanying alteration of andesite by acidic hot spring water",* Chemical Geology 176 (2001) 137-149.

[14] Wood S. A., *"The aqueous geochemistry of the rare-earth elements and Yttrium. Theoretical predictions of speciation in hydrothermal solutions to 350℃ at saturation water vapor pressure",* Chemical Geology 88 (1990) 99-125.

[15] Sun S. S., McDonough W.F., "*Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes*", In: Sounders, A.D., and Norry, M.J. (eds.), Magmatism in ocean basins. Geol. Soc. London. Spec. Pub. 42 (1989) 313-345.

[16] Pearce J. A., "*Role of the sub-continental lithosphere in magma genesis at active continental margins*", In: Hawkesworth C.J. and Norry M.J. (eds,), Continental basalts and mantle xenoliths. Shiva, Natwich, (1983) 230-249.

[17] Wilson M., "*Igneous petrogenesis: a global tectonic approach*", Unwin Hymen, London, (1989) 466 p.

[18] Pearce J. A., Harris N. B. W., Tindle A. G., "*Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks*", Petrol., 25(1984) 956-983.

[19] Muller D., Groves D.I. "*Potassic igneuos rocks and associated Gold-Copper Mineralization*". Second Updated and Enlarged Edition, Springer (1997) 238 p.

[20] Fuhrman M. L., Lindsely D. H., *Ternary feldspar modeling and thermometry*", Amirican Mineralogist. 73(1988) 201-215.

[21] Nekvasil H., *Ternary feldspar crystallization in high temperature felsic magmas*", American Mineralogist". 77(1992) 592-604.

[22] Moazzen M., Droop G.T.R., "*Application of mineral thermometry and barometers to granitoid igneous rocks: the Etive complex, W Scotland*". Mineral Petrol 83 (2005) 27- 53.

[23] Leake B. E., Woolley A. R., Birch W. D., Gilbert M. C., Grice J. D., Hawthorne F. C., Kato A., Kisch H. J., Krivovicher V. G., Linthout K., Laird J., Mandarino J., "*Nomenclature of amphiboles-Report of the subcommittee on amphiboles of the international mineralogical association commission on new minerals and mineral names*", European Journal of Mineralogy 9 (1997) 623-651.

[24] Holland T., Blundy J., "*Non-ideal interactions in calcic amphiboles and their bearing on amphibole-plagioclase thermometry*", Contributions to Mineralogy and Petrology 116 (1994) 433-447.

[25] Bakken B. M., Fleming R.H., Hochella M. F. Jr., "*High-resolution microscopy of auriferous pyrite from the post deposit, Carlin district, Nevada,*" In: Hausen, D. M., Petruk, W., Hangi, R. D., and Vassiliou, A., eds., Process mineralogy XL-characterization of metallurgical products: The Minerals, Metal and Materials Society, (1991) 13-23.

[26] Simon G., Kesler S. E., Chryssoulis S.L., Huang H., Penner-Hahn J.E., "*Geochemistry and textures of gold-bearing arsenian pyrite, Twin Creeks Carlin type gold deposit. Nevada, implication for gold deposition*", Economic Geology, v.3 (1999a) 123-176.

[27] Simon G., Huang H., Penner-Hahn J.E., Kesler S.E., Kao L.S. "*Oxidation state of gold and arsenic in gold-bearing arsenian pyrite*", American mineralogist, v.84 (1999b) 1071-1079.

[28] Arehart G. B., Chryssoulis S.L., Kesler S. E., "*Gold and arsenic in iron sulfide from sediment-hosted disseminated gold deposits. Implications for depositional processes*", Economic Geology, v. 88 (1993) 171-185.

[29] Staude S., Mordhorst T., Neumann R., Prebeck W., Markl G., "*Compositional variation of the tennantite_tetrahedrite solidsolution series in the Schwarzwald ore district (SW Germany)*": The role of mineralization processes and fluid source.

Mineralogical Magazine, April 2010, Vol. 74 (2) (2010) 309–339.

[30] Klein C., *"Mineral science book.University of New Mexico"*, (2002) 370 p.

[31] Song X., *"Minor Elements and Ore Genesis Of the Fankou Lead-Zinc deposit"*, China, Mineralium Deposita, 19 (1984) 95-104.

[۳۲] فردوسی ر.، کلاگری. ع. ا.، حسین زاده. م. ر.، سیاه چشم ک.، *"بررسی ژئوشیمی و زمین آمار کانه‌زایی فلزات پایه و گرانبها در منطقه استرقان، خاروانا، آذربایجان شرقی"*، (۱۳۹۳) اولین همایش ملی کاربرد ریاضیات در علوم زمین. دانشگاه شیراز.